

# 东南季风过程在华南的建立与稳定 及其对降雨的影响\*

王有芝 徐淑爱  
(气象学系)

## 摘 要

本文根据计算的大范围物理量,分析东南季风过程,得到东南季风建立和稳定的一些特征;总水汽通量散度与大范围降雨有关,暴雨前总水汽通量辐合大值带与以后暴雨区一致。

近年来国内在夏季风的研究中,对西南季风作了广泛研究,而东南季风比起西南季风来是一个较为复杂的问题。这种天气过程持续时间长,也是夏季重要的中期天气过程,过程的标准是以华南中西部850毫巴连续5天出现东南风,若其间东南风间断出现东北东风亦可划为同一过程,其过程雨量偏少。在1981年6月8~20日和8月10—19日两次10天以上的东南风过程,广州站的过程降雨量前者12毫米,占该月雨量的3%,后者为30.4毫米,占该月雨量的20%。

本文通过物理量的计算,对东南季风建立和稳定的环流演变,以及东南季风过程中水汽输送对降雨的不同作用进行分析讨论。

## 一、环流演变特征

### 1. 东南季风的建立与风场变化

图1是1981年6月3—7日东南季风建立前沿115°E实测风东西分量垂直剖面图,西风急流在35°N上空200毫巴上,其下面低层东风从地面伸到700毫巴。东南季风建立之后西风急流向北撤至40°N,之后急流中心一直停滞在40°N(见图2)。同时低层东风比建立前为弱。而8月东南风过程建立其西风急流位置没有变化,此时西风急流稳定在40°N,急流下面对流层下层的副热带地区仍为东风。所以副热带低层东风与西风

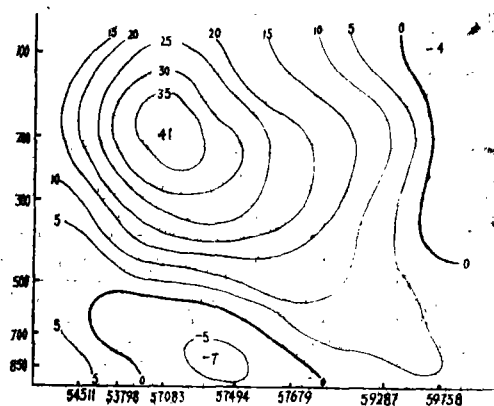


图1. 1981年6月3—7日沿115°E平均东西风分量垂直剖面图

\*杨贵勤、黎声镛、涂才甫、柯移民参加部分资料 and 计算。

急流同时北移,标志着初夏东南季风过程的建立。

图3是1981年6月7~20日东南季风建立之后沿115°E平均感热通量散度,由图可

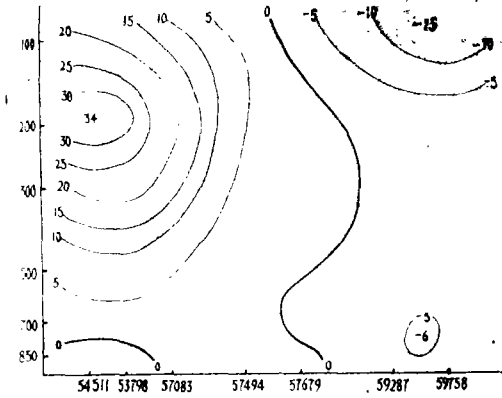


图2 1981年6月8—20日沿115°E平均东西风分量垂直剖面图

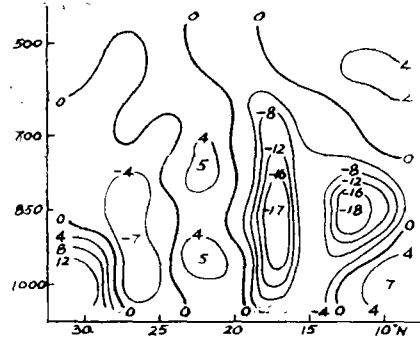


图3 1981年6月7—20日沿115°E平均感热通量散度

看出南海是感热通量辐合,中心为 $-18 \times 10^{-5}$ 卡秒 $^{-1}$ 厘米 $^{-2}$ 。华南为感热通量辐散中心,值为 $5 \times 10^{-5}$ 卡秒 $^{-1}$ 厘米 $^{-2}$ ,明显反映了华南为北移西伸的副热带反气旋外流,南海为西南季风热量在此堆积。再与图4东南季风建立前的平均感热通量散度比较,可看出两者在南海区域的感热通量完全相反,东南季风建立之前南海为感热通量辐散区,中心值为 $19.2 \times 10^{-5}$ 卡秒 $^{-1}$ 厘米 $^{-2}$ 位于 $15^{\circ}$ N南海上空的700毫巴上。而东南季风建立后南海为感热通量辐合区,即感热通量辐散区由南海移到华南时东南季风在华南建立。

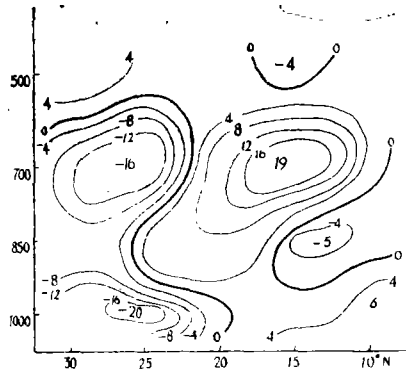


图4 1981年6月3—6日沿115°E平均感热通量散度

850毫巴流场上华南东南季风建立后南海有ITCZ和台风活动。南海台风发生后西移,副热带反气旋与ITCZ均增强西伸,1981年6月和8月两次过程中均伴有1次和2次南海台风过程。风场有明显变化,以西沙岛来说,该站850毫巴持续西南风,东南风推进到华南沿岸或 $25^{\circ}$ N附近的华南地区,越赤道西南气流则停滞在南海ITCZ南边。由于副热带反气旋大幅度西伸,致使副热带反气旋西北缘的西南气流与印度孟加拉湾西南气流合并,然后推进到我国西南地区和长江上、中游。

图5和图6是850毫巴过程平均流场,从图可清楚看出过程中几支主要的气流。东南气流在6月的过程来自菲律宾东部洋面副热带反气旋南端,而在8月副热带反气旋北移则是经过冲绳以东洋面的东北气流再经南海转为东南气流进入大陆。这些气流形成后对我国大陆有不同影响。

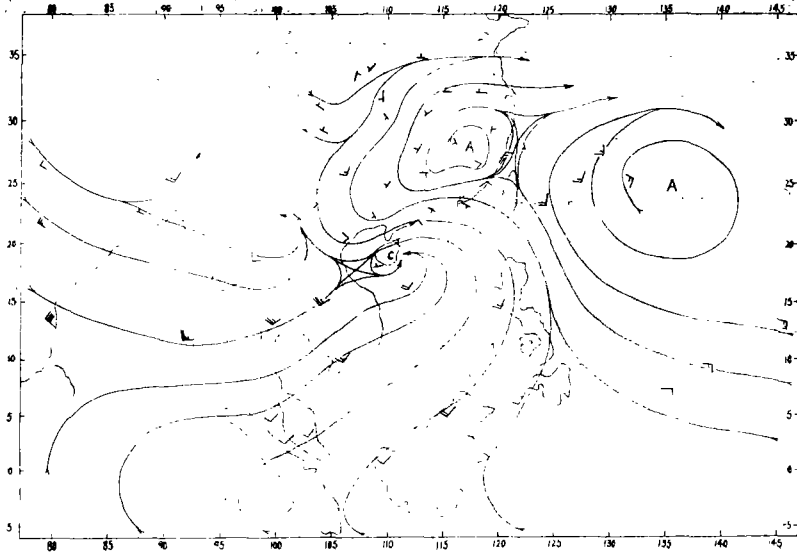


图5 1981年6月7—20日850毫巴合成风平均流场

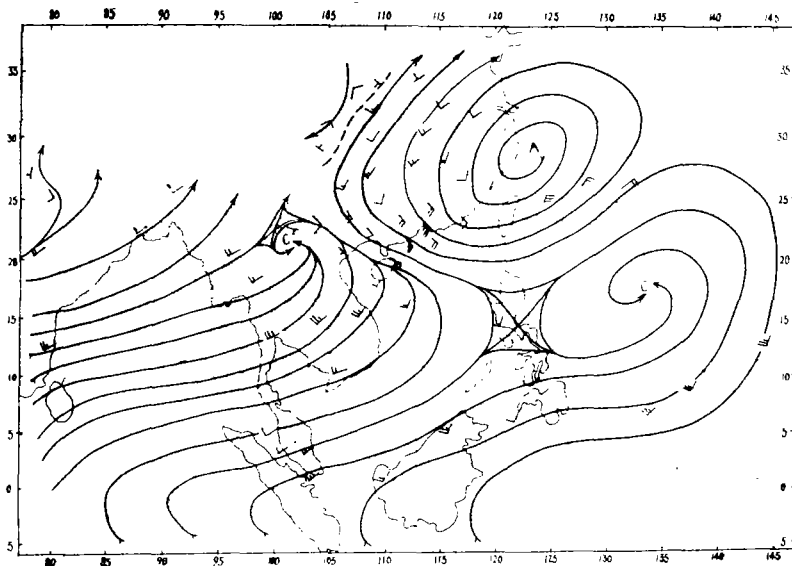


图6 1981年8月10—19日850毫巴合成风平均流场

## 2. 东南季风的稳定与500毫巴青藏高原高压的联系

西太平洋副热带反气旋北进西伸，与青藏高原稳定东移以及相互合并对华南东南季风的稳定极为有利，我们使用过程500毫巴逐日沿90°E56004站减43333站的南北水平温差(图略)，在东南季风过程建立之前 $\Delta T$ 出现负值，建立之后的第2天起正差值逐渐增大，出现较大值时段之后，青藏高原开始稳定东移。6月14日当其中心移到青藏高原东

部与由西太平洋北进西伸至大陆的副热带低层反气旋相互作用，下沉气流增强，这是副热带反气旋在大陆稳定的重要原因。因而华南的东南季风也稳定较长时间。所以 $\Delta T$ 出现较大正值表明东南季风的维持，如果 $\Delta T$ 为负值，冷空气侵入高原，西伸的副热带反气旋东撤华南东南季风就要中断。

### 3. 东南季风区内散度与垂直速度的分布

在沿 $115^\circ E$ 散度垂直剖面图上，东南季风建立前 $10^\circ N$ 上空低层辐合高层辐散，建立之后见图7，低层辐合高层辐散区显著北移至 $17^\circ N$ 附近，辐合值中心达 $-4 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ ，高层辐散值中心达 $6 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ ， $18-29^\circ N$ 整层为辐散，中心值为 $4 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ 位于150毫巴。又从垂直速度剖面图可看出东南季风建立之前和建立时， $20^\circ N$ 以南的南海地区上空空气上升， $20^\circ N$ 以北空气下沉。东南季风建立之后沿 $115^\circ E$ 垂直剖面图上(图8)，上升区在 $5-17^\circ N$ ，下沉区在 $18-29^\circ N$ 之间，下沉区中心值 $6 \times 10^{-3} \text{秒}^{-1}$ 毫巴在华南地区上空200毫巴上，即上升气流在ITCZ南边的西南季风中，下沉气流已在ITCZ北部。以上事实说明，若以散度和垂直速度的分布来看，华南东南季风建立之后ITCZ才在南海出现。

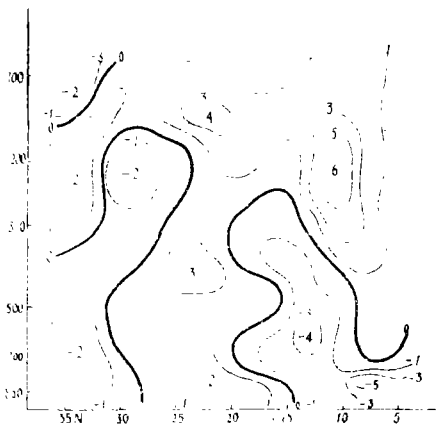


图7 1981年6月9日沿 $115^\circ E$ 散度垂直剖面图

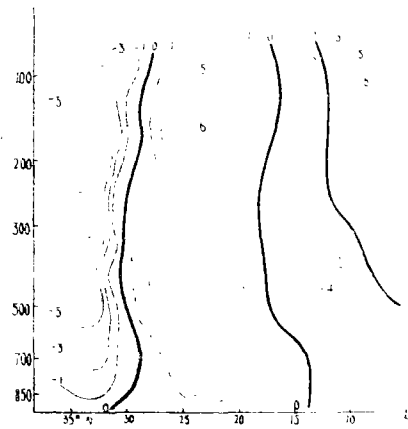


图8 1981年6月9日沿 $115^\circ E$ 垂直速度垂直剖面图

### 4. 垂直环流

华南东南季风建立之后青藏高原东侧垂直环流有明显变化，1981年6月9日沿 $100^\circ E$ 的经圈环流，低纬的上升气流分两支，一支上升之后到100毫巴向赤道下沉，另一支继续上升之后与 $30^\circ N$ 以北的下沉气流合并下沉(图略)。下沉气流加上青藏高原的增温作用使青藏高原的反气旋在其东侧能够迅速加强。以后反环流圈的北侧是上升气流，哈德莱环流稳定在 $10-15^\circ N$ 见图9。

东南季风建立时，沿 $115^\circ E$ 经圈环流图上，反哈德莱环流的下沉支在赤道下沉，与其上升支相联有弱正环流，东南季风位于上升气流支之下(图略)。

图10是1981年6月7日东南季风建立时沿25°N纬向垂直环流，青藏高原以西为东西垂直环流其气流在高原东侧下沉，西侧上升。另一支在华南东部上升，西部下沉。出现反沃克环流，它的上升支与经向环流的上升支一致，位于华南东南季风区上空。但是，由计算这个过程的隔日垂直环流来看，东南季风建立以后，华南这支上升气流支并不稳定存在。有时转为下沉支，使北进西伸的副热带反气旋加强或稳定。低层仍为东南季风，其上空无上升支相对应，是东南季风的显著特征。在季风垂直环流上东南季风与西南季风互相区别，存在相反的垂直环流。

8月东南季风建立时沿30°N纬向垂直环流仍有前面所述的特点即气流在东部上升西部下沉，在华南北部上空形成强大的反沃克环流。

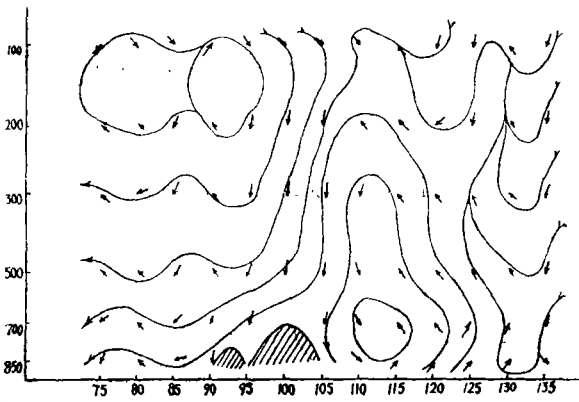


图10 1981年6月7日沿25°N纬圈垂直环流

## 二、东南季风的水汽输送

考查东南季风过程的水汽变化，我们计算了纬向水汽输送与总水汽通量散度。图12是1981年8月10—20日沿115°E平均纬向水汽通量 ( $\frac{1}{g}uq$ ) 垂直剖面图，华

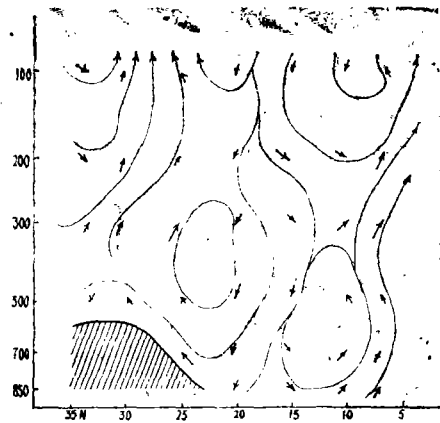


图9 1981年6月17日沿100°E经圈环流

同时另一支气流在青藏高原西部上升，东部下沉，形成较强的东西垂直环流(图略)。东南季风建立后，华南北部的反沃克环流消失，这里的气流转为向西上升，它经青藏高原东侧与印度西南季风上升气流在长江上游地区上空辐合上升，再向东在西太平洋下沉，形成强大的东西垂直环流圈(见图11)。由于8月10日起高原东侧至118°E一直维持一支上升气流，它对8月中旬川、陕、晋、冀南部的连续暴雨起了极其重要的作用。

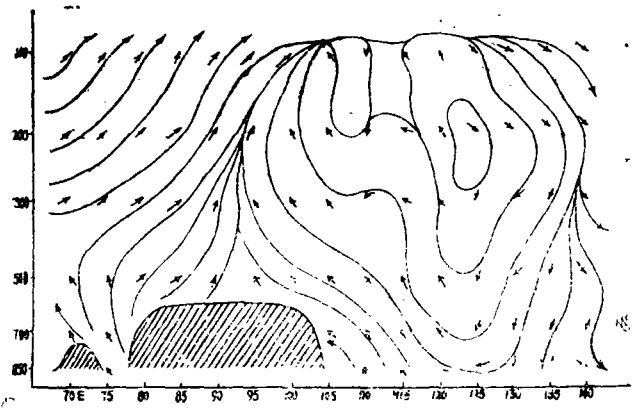


图11 1981年8月12日沿30°N纬圈垂直环流

南中部近地面层水汽向西输送,700毫巴层转为向东输送,过程平均仅为2.9克/厘米·秒·毫巴.这是由于下沉气流支使空气变得干燥.在30°N水汽输送有所增加,平均达8克/厘米·秒·毫巴.结合850毫巴过程平均流场,华南在反气旋中心南侧附近的东南季风区域出现了较小的水汽输送值.当其转为西南季风后向东输送,水汽输送则显著增加.因此,东南季风的水汽输送小于西南季风的水汽输送.

计算总水汽通量散度从水汽在水平方向与垂直方向的变化出发,总水汽通量散度以Q表示

$$Q = (-1.2 \times \frac{1}{g} \int_{850}^{500} \nabla \cdot Vqdp) + (-\frac{1}{g} W_2q_2)$$

式中右端第1项为气柱水汽通量散度, -1.2为经验系数.第2项为水汽的垂直输送,主要考虑了气柱底部空气是处于上升还是下沉的重要性.下标2代表850毫巴层, W为垂直速度, q为空气比湿.计算所采用格距为200公里,计算范围70—140°E, 7—35°N.当Q>0总水汽通量辐合, Q<0为总水汽通量辐散.

东南季风过程的平均总水汽通量散度(图略),两个过程中,华南中西部均为弱的水汽通量辐散,其值仅-2~-3×10<sup>-5</sup>克/厘米<sup>2</sup>·秒毫巴.四川与长江上游为总水汽通量辐合,中心值在4~7×10<sup>-5</sup>克/厘米<sup>2</sup>秒毫巴.长江中下游地区为弱的总水汽通量辐散(图略).

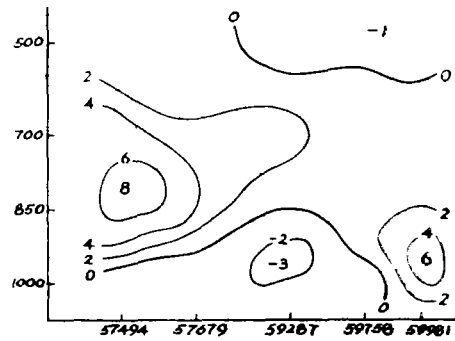


图12 1981年8月10—20日沿115°E纬向水汽通量

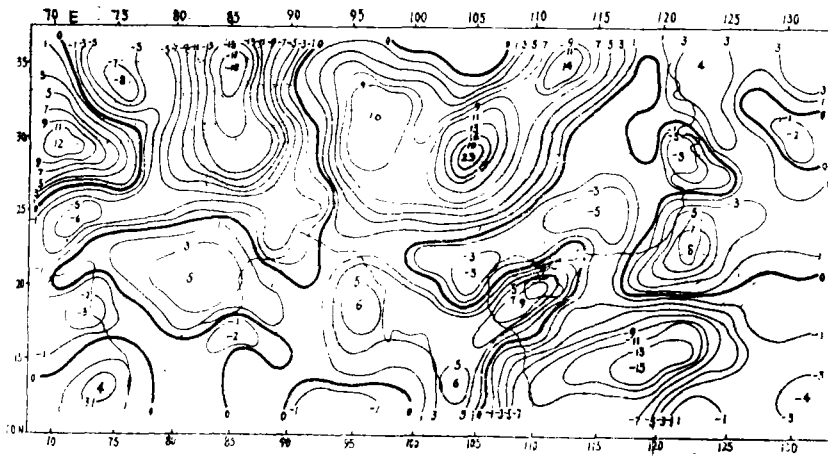


图13 1981年8月10日总水汽通量散度

图13是8月10日的总水汽通量散度,可看出长江上游四川地区暴雨前总水汽通量辐合区中心在四川上空达23×10<sup>-5</sup>克/厘米<sup>2</sup>秒毫巴,水汽辐合区向东北方向伸展与以后即10—14日四川地区,15—17日陕、晋、冀南部的大范围暴雨区完全一致.结合流场,经

孟加拉湾至我国西南地区为水汽通道,向暴雨区不断提供水汽。而华南地区和长江中下游地区为总水汽通量辐散区,中心值达 $-5 \times 10^{-5}$ 克/厘米<sup>2</sup>秒毫巴,所以大部份地方少雨。

### 三、小结与讨论

1. 华南东南季风的建立由感热通量明显表示出来,当感热通量散度正值中心区由南海移至华南,东南季风则在华南建立。它的稳定与青藏高原高压东移有关,需注意青藏高原高压的建立。其后青藏高原高压东移与西伸的西太平洋副高相互合并,使西伸副高稳定,华南东南风也稳定。

2. 东南季风建立垂直环流的特征表现为反沃克环流的上升支下面是东南季风区。但是这个季风环流不稳定,减弱消失较快,在东南季风建立以后华南上空常有下沉支出现,它使副热带反气旋西伸之后在华南增强或稳定。这时东南季风区上空无上升支对应,这是与西南季风建立后的季风环流相区别的标志。

3. 华南东南季风过程的水汽纬向通量较小,华南也是总水汽通量辐散值带,所以过程雨量偏少。但是由东南季风转为西南季风的地区,水汽纬向输送增大。同时暴雨前出现的总水汽通量辐合大值带与未来大范围暴雨区一致。

### 参 考 文 献

- [1] 梁必骥、彭本贤等,中南半岛和南海地区热带辐合带的初步分析,热带天气会议论文集,1976.
- [2] 丁一汇等,1975年8月上旬河南特大暴雨的研究,大气科学,2(1978),4.
- [3] 陈世训高绍凤等 5—6月我国南方降水的水汽来源及其异常,全国热带夏季风学术会议文集1982.
- [4] 沈如桂、仲荣根等,南海夏季风建立前后低层风场及其云量水汽的变化,全国热带夏季风学术会议文集,1982.
- [5] 王有芝,1979年5—6月南海及其邻近地区的垂直环流,中山大学学报(自然科学版),1983,4.

## The Influence of Establishment and Stability of the SE Monsoon Process of the South China on Rainfall

Wang Youzhi Xu Shuai

### Abstract

In this Paper, several physical quantities of the circulation of SE Monsoon are computed by using wind and vapour data. We have analysed the SE Monsoon process. The characteristics of the establishment and stability of the SE Monsoon process are obtained, The total vapour flux and its divergence have a connection with rainfall. Before the heavy rain a strong vapour flux convergence is formed in heavy rain region.